پی گردی افیولیت‌ها در ژرف دریای فیلیپین

قسمت اول

تألیف :

عبدالرحیم هوشمندزاده

سازمان تحقیقات زمین‌شناسی ومعدنی کشور

۱- پیشگفتار

نظر باهمیتی که مجموعه افیولیتی درشناخت مسائل زمین‌شناسی دارد ازده سال پیش مطالعات جدی ودقیقی روی این سنگها ازنظر چگونگی جایگزینی-خواص سنگ‌شناسی- ژئوشیمی وژئوفیزیکی آنها انجام‌گرفته که‌گرچه نتایج جالبی بدست داده است ولی مسائلی رانیز مطرح کرده است. ازجمله آنکه مجموعهٔ افیولیتی که اکنون درقاره‌ها دیده میشود تا چه حد میتواند با سنگهای کف اقیانوس ارتباط داشته باشد؟ آیا تمام سنگهای افیولیتی وسنگهای اولترابازیک، یا بخشی ازپوسته اقیانوسی است یا میتواند بخش زیرین پوسته قاره‌ها رانیز تشکیل دهد؟ مطالعاتی که درسالهای اخیر روی کیمبرلیت‌ها وسنگهای حاوی الماس انجام‌گرفته نشان داده است که‌وجود پریدوتیت‌وبه‌خصوص پریدوتیت‌های گارنت‌دار در اعماق پوسته قاره‌ای زمین (اعماق بین ۱۵۰- ۱۰۰ کیلومتر) محرز است . داز طرف دیگر مجموعه سنگهای اخیر ازیک ماگمای آلکالن خبر میدهد که نظیر آن درسنگهای مغاك اقیانوسها یافت نمیشود. ازطرف دیگر همین پریدوتیت‌های گارنت‌دار وسنگهای آلکالن همراه افیولیت‌هائی که اکنون درقاره‌ها جای‌گرفته است دیده میشود.گرچه ارتباط آنها ازنظر پدیده‌های سنگ‌شناسی (تداوم تدریجی- قطع یک توده توسط توده دیگر) نامشخص واکثراً گسلیده است ولی مجاورت آنها وتکرار این مجاورت این سئوال راپیش میاورد که چه ارتباطی میتواند بین مجموعه افیولیتی - سنگهای کف اقیانوس وسنگهای اولترابازیک والکالن اعماق قاره‌ها وجود داشته باشد؟ آیا منشاء پرید وتیت‌هائی (پرید وتیت‌های دگرگون شده دراعماق زیاد) که معمولا همراه مجموعه افیولیتی دیده میشود یکی است؟ وبسیاری سئوال‌های دیگر درباره - جایگزینی- دگرگونی تغییرات سنگ‌شناسی وژئوشیمیائی..... برای این منظور پروژه‌ای بنام «افیولیت‌ها» درچهارچوب پروژه‌های I.G.C.P. درحال اجرا است که درآن کشورهای بسیاری ازجمله ایالات متحده آمریکا- روسیه شوروی- کانادا- فرانسه- ایتالیا- یوگسلاوی- چکسلواکی- سوئیس- ایران- استرالیا- کولومبیا- انگلیس- ژاپن- هلند وزلاندنو شرکت دارند. روش کار چنانست که هر سال درتابستان یا اوائل پائیز یکی ازمناطق افیولیتی دنیا توسط کارشناسان کشورهای فوق مورد بازدید ومطالعه قرار میگیرد واین پروژه تاکنون درمورد افیولیت‌های قفقازکوچک-آسیای مرکزی- آلپ وایران به‌اجرا درآمده است.

درنظرگرفته شده بود که برای تابستان سال ۲۵۳۵ شاهنشاهی (۱۹۷۶) بخش باختری اقیانوس آرام و بویژه سنگهای کف دریای فیلیپین وجزائر مربوط به‌آنها مورد مطالعه قرارگیرد وبرای این منظور دولت اتحاد جماهیرشوروی

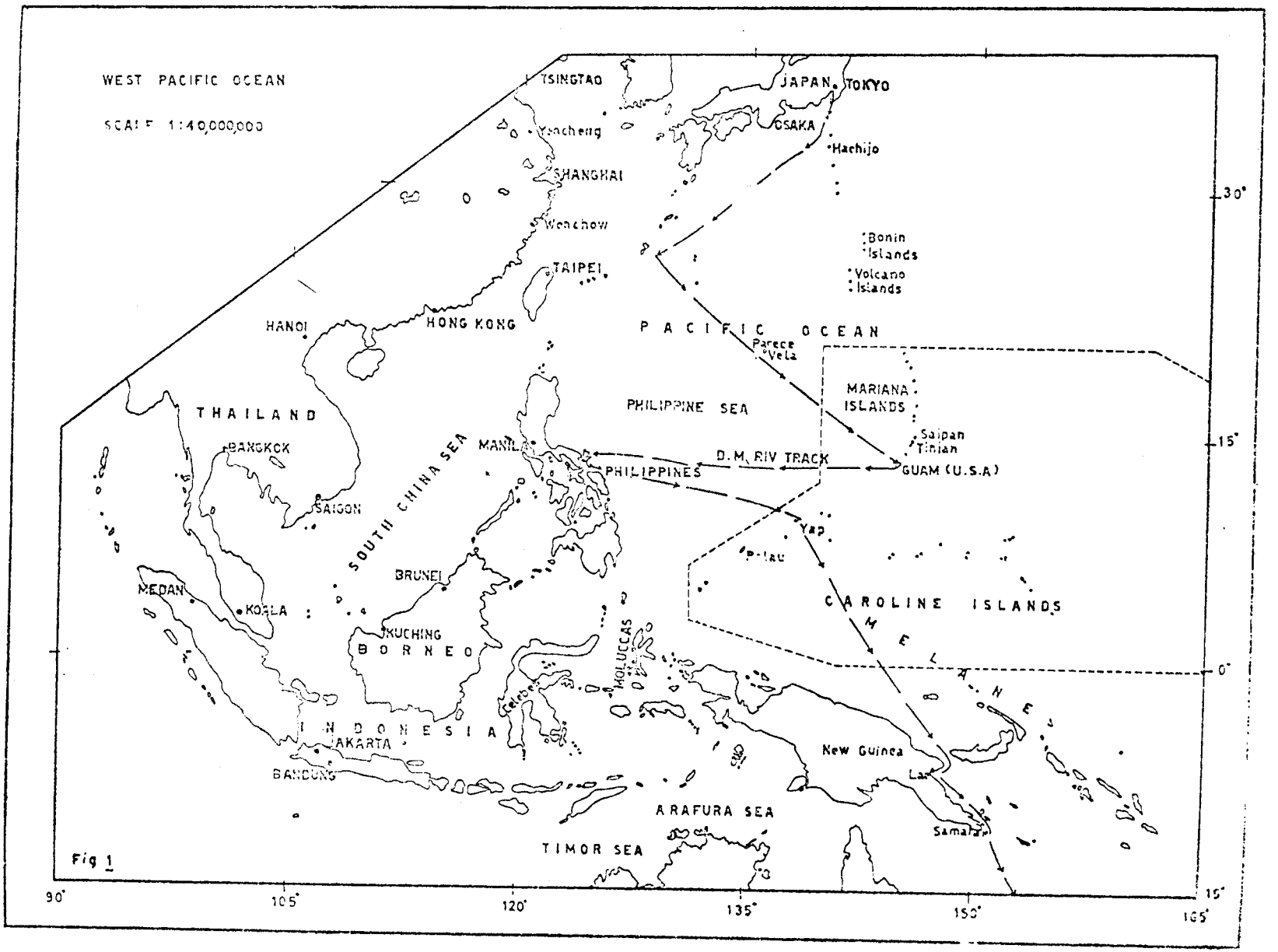

WEST PACIFIC OCEAN
SCALE 1:40,000,000
TSINGTAO
JAPAN
TOKYO
OSAKA
Hachijo
Yencheng
SHANGHAI
Wenchow
TAIPEI
Bonin Islands
Volcano Islands
HANOI
HONG KONG
P A C I F I C O C E A N
Parece Vela
MARIANA ISLANDS
THAILAND
PHILIPPINE SEA
Saipan
Tinian
BANGKOK
MANILA
D.M. RIV TRACK
GUAM (U.S.A)
PHILIPPINES
SOUTH CHINA SEA
SAIGON
Yap
Palau
BRUNEI
MEDAN
KOTA
CAROLINE ISLANDS
KUCHING
BORNEO
MOLUCCAS
I N D O N E S I A
JAKARTA
BANDUNG
New Guinea
ARAFURA SEA
TIMOR SEA
Samar
30°
15°
0°
15°
90°
105°
120°
135°
150°
165°

Fig 1

شکل ۱

یکی ازکشتیهای تحقیقاتی خود رابنام دمیتری مندلیف (Dmitry Mendeleev) دراختیارگروه کارشناسان افیولیت قرار داده بود. این برنامه ازاوائل خرداد شروع ودراواسط مرداد ماه ۲۵۳۵ درطی سیری که درشکل ۱ نشان داده شده است خاتمه یافت. هدفهای علمی این برنامه بقرار زیر بود:

۱- بررسی تغییرات شیمیائی سنگهای اولترامافیک ومافیک کافت[1]ها- رشته‌های میان اقیانوسی[2] ونواحی اطراف آنها.

۲- بررسی ارتباط سنگهای اولترامافیک ومافیک ژرفناهای[3] مختلف.

۳- مطالعه سنگهای رشته کوههای میان اقیانوسی- دشتهای مغاکی[4] ودریاهای کناری[5] ومقایسه ساختمان کف این دریاها با رشته‌های میان اقیانوسی.

٤- بررسی سنگهای دگرگونه اقیانوسی- آمیزه‌ها[6] واولیستوستروم[7]ها وگسترش فضائی آنها.

٥- بررسی ریخت‌شناسی[8] دشتهای مغاکی-گودال[9]ها- ژرفناها- دریاهای کناری-رشته‌های میان‌اقیانوسی و ارتباط بین آنها.

٦- بررسی نهشته‌های مغاکی.

این برنامه درمحدوده شرائطجوی- وقت- امکانات تکنیکی ونیز اوضاع واحوال سیاسی حاکم برکشورهای مجاور دریای فیلیپین وجزائر آن موفقیت آمیز بود ونتایج مقدماتی آن دراین نوشته‌گزارشگونه منعکس است. گزارش نهائی پس ازمطالعه دقیق نمونه‌ها که هر بخش آن به‌عهده یکی ازکشورهای شرکت کننده گذاشته شده است دریکی دوسال آینده ازطرف دبیرخانه پروژه افیولیت‌ها انتشار خواهد یافت.

پیش ازپرداختن به‌نتایج علمی‌وروشهای تکنیکی انجام کار، مشخصات کشتی تحقیقاتی دمیتری مندلیف رابگونه‌ای مختصر ازنظر میگذرانیم‌وازآنجا که این مطالعات درجهت بررسی نظریه تکتونیک ورقی[10] وارتباط آن با مجموعه افیولیتی است تعاریف واحدی با ختصار از این مفاهیم بدست میدهیم. چراکه پراکندگی ویا حتی تناقض در این تعاریف بسیار است. شرح کوتاهی درباره دریای فیلیپین - ژرفناها- مغاک‌ها -گودالها- کوههای دریائی -کمان‌های جزیره‌ای و زون‌های شکسته این دریا برای روشن شدن علت انتخاب این دریا برای هدف‌هائی که فوقاً اشاره شد مفید به‌نظر میرسد. درپایان این نوشته پیوستی میاید که مشخصات هرکدام ازایستگاههائی راکه مورد مطالعه قرارگرفته با مقدار سنگهای بدست آمده وشرح مقدماتی آنها رابدست میدهد.

۲- روش انجام کار

چنانکه یاد شد مطالعات اقیانوس شناسی دردریای فیلیپین توسط کشتی دمیتری مندلیف انجام‌گرفت (شکل ۲) مشخصات این کشتی تحقیقاتی به قرار زیر است.

— درسال ۱۹٦۸ به‌سفارش آکادمی علوم شوروی توسط جمهوری دمکراتیک آلمان ساخته شده است.

— درازای کشتی	۱۲٤ متر
— پهنا	۱۷ »
— ارتفاع تا عرشه بالائی	۱۰٫۸ »
— ارتفاع ازسطح آب هنگام بارگیری کامل	٦ »

۱- Rift
۲- Mid-Oceanic ridges
۳- Trench
٤- Abyssal plaines
٥- Marginal seas
٦- Melanges
۷- Olistostromes
۸- Morphology
۹- Trough
۱۰- Plate Tectonics

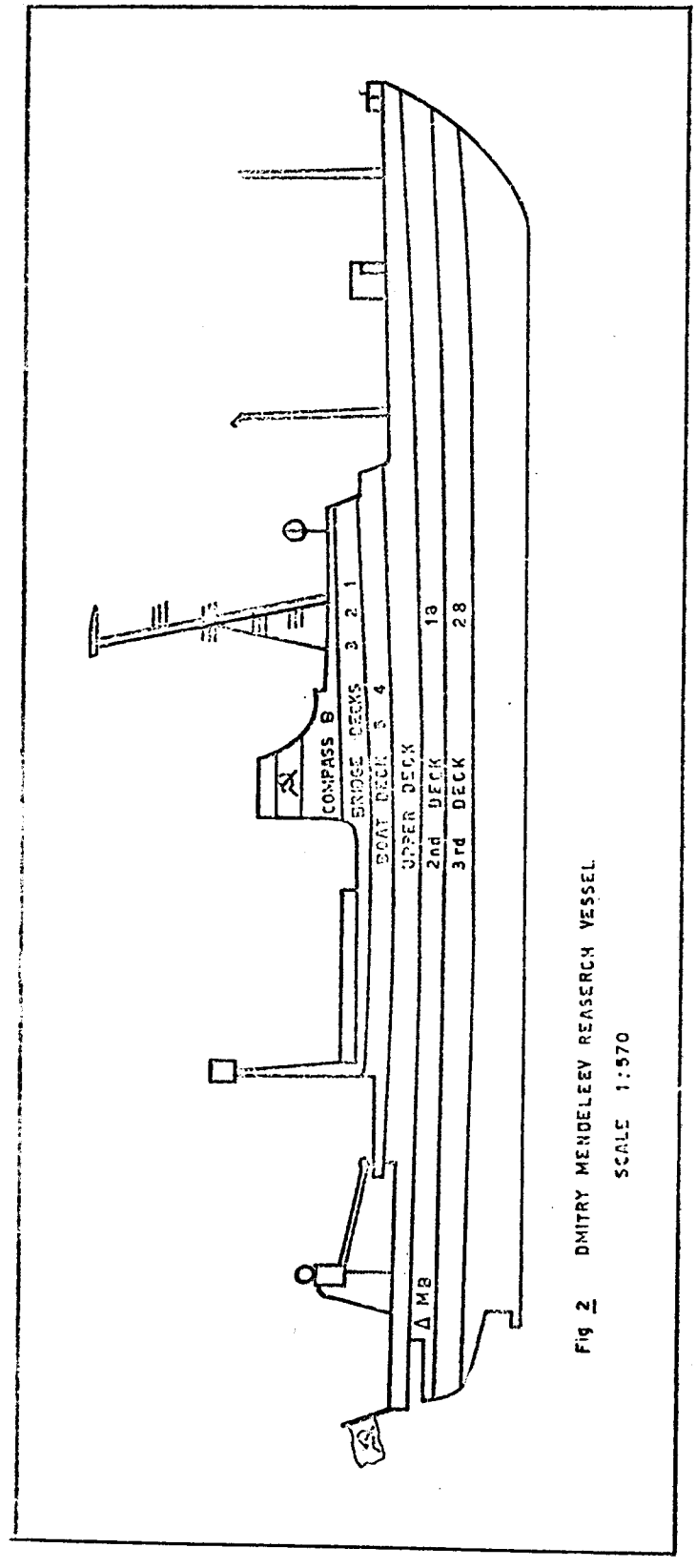


Fig 2 DMITRY MENDELEEV REASERCH VESSEL

SCALE 1:570

شکل ۲

— حداکثر سرعت ۱۸٫۲ کیلومتر درساعت

— ظرفیت انبار سوخت ۱۳۵۰ تن

— شعاع دریاپیمائی بدون سوخت‌گیری مجدد با سرعت متوسط ۱۶ کیلومتر درساعت. ۲۰٫۰۰۰ میل.

نیروی محرك کشتی ازدو موتوراصلی هرکدام با قدرت ۴۰۰۰ اسب بخار تأمین میشود. انرژی الکتریکی از ۵ ژنراتوردیزلی هرکدام با قدرت ۶۰۵ EPH بدست میآید.

کشتی دارای یک کمپیوتر- ۲۴ آزمایشگاه و ۳۰ کابین دیگر است که برای کارهای علمی به کار میآید از- جمله این آزمایشگاه‌ها میتوان ازآزمایشگاههای سنگ‌شناسی- شیمی- پژواك-رسوب شناسی- زیست‌شناسی-اندازه گیری های مغناطیسی-ریخت‌شناسی و ..... نام برد. کشتی دمیتری مندلیف‌تا اندازه‌ای مجهز به‌وسائل‌دریانوردی‌وازجمله دریانوردی به کمك ماهواره‌ها است .

۳۲ کابین برای ۸۳ نفر کارکنان دائمی و۴۲ کابین برای ۷۷ کارشناس رویهمرفته ۹۴ کابین برای سکونت ۱۶۰ نفر دارد. طوری طراحی شده که دراموریت‌های مختلف اقیانوس‌شناسی‌به کار آید و ازهرکدام از آزمایشگاههای آن می‌توان برای منظورهای مختلفی استفاده نمود.

کارهائی راکه دراین برنامه انجام میگرفت میتوان بدودسته عمده تقسیم کرد.

دسته اول مشاهدات ودسته دیگر نمونه‌گیری از بستر اقیانوس .

۲-۱- مشاهدات

علاوه برتعیین موقعیت دقیق کشتی که بکمك ماهواره انجام میگرفت نیمرخ دقیقی از تمامی عوارض‌بستر اقیانوس تهیه میگشت واین کار به‌دو طریق انجام میگرفت.

روش اول یا روش آوا- پژواکی[1] که به کمك یک‌ویبراتورالکترو مغناطیسی که به کف کشتی بسته شده بود دائماً ارتعاشاتی با فرکانس زیاد ایجاد میشد که پس‌از برخورد بابستر اقیانوس وپژواك، دوباره توسط یک ژئوفون آبی احساس وبه‌یک دستگاه ضباط منتقل میشد. این دستگاه به‌فرا خورزمان تأخیر بازگشت امواج صوتی وبا درنظرگرفتن سرعت انتقال این امواج درمیان آب،عمق راروی کاغذهای درجه‌بندی شده بدست میداد.

بدین‌ترتیب نیمرخ بستر دریارادرمسیر حرکت کشتی ترسیم مینمود. نمونه هائی از این نیمرخ درشکل ۳ نشان داده شده است. البته تصحیحاتی ازنظر درجه حرارت در طبقات مختلف آب ونیز غلظت آن ازنظر نمك‌های موجود که بطور همزمان بادستگاههای‌دیگری اندازه‌گیری‌میشد انجام میگرفت وبدین ترتیب یک نیمرخ دقیق‌بدست میآمد. این روش تنها میتواند پستی وبلندی سطح بستر دریا وعمق آبها رانشان بدهد ولی ضخامت نهشته ها راکه درروی بستر سخت[2] قرارگرفته‌اند نمایان نمیسازد. برای این منظور ازروش لرزشی استفاده میشد. بدین‌طریق که استوانه‌ای تفنگ مانند راکه دارای مکانیسم تفنگ بادی است بوسیله یک رشته سیم در فاصله ۵ متری عقب کشتی می‌بستند. دراثر حرکت کشتی این تفنگ به‌حالت نیمه افقی معلق میماند. انفجار هوا توسط این تفنگ بادی درفاصله هر ۱۰ ثانیه انجام میگرفت و امواج فشاری‌پر قدرتی ایجاد میکرد که میتوانست تا عمق ۲۰۰۰متر درنهشته های‌نیمه سخت شده نفوذ کند. پژواك این موج فشاری توسط یک ژئوفون آبی که درهمان فاصله ۵ متری درعقب کشتی منتها درطرف دیگر بوسیله رشته سیم بسته شده بود احساس وبه دستگاههای ضباط منتقل میگشت. بدین طریق علاوه برعمق بستر- ضخامت رسوبات وچگونگی آنها نسبت به‌بستر سخت زیر نهشته ها معلوم وترسیم‌میگشت که یک نمونه آن درشکل ۴ نشان داده شده است.

۱- Echo-Sounding

۲- Acoustic base

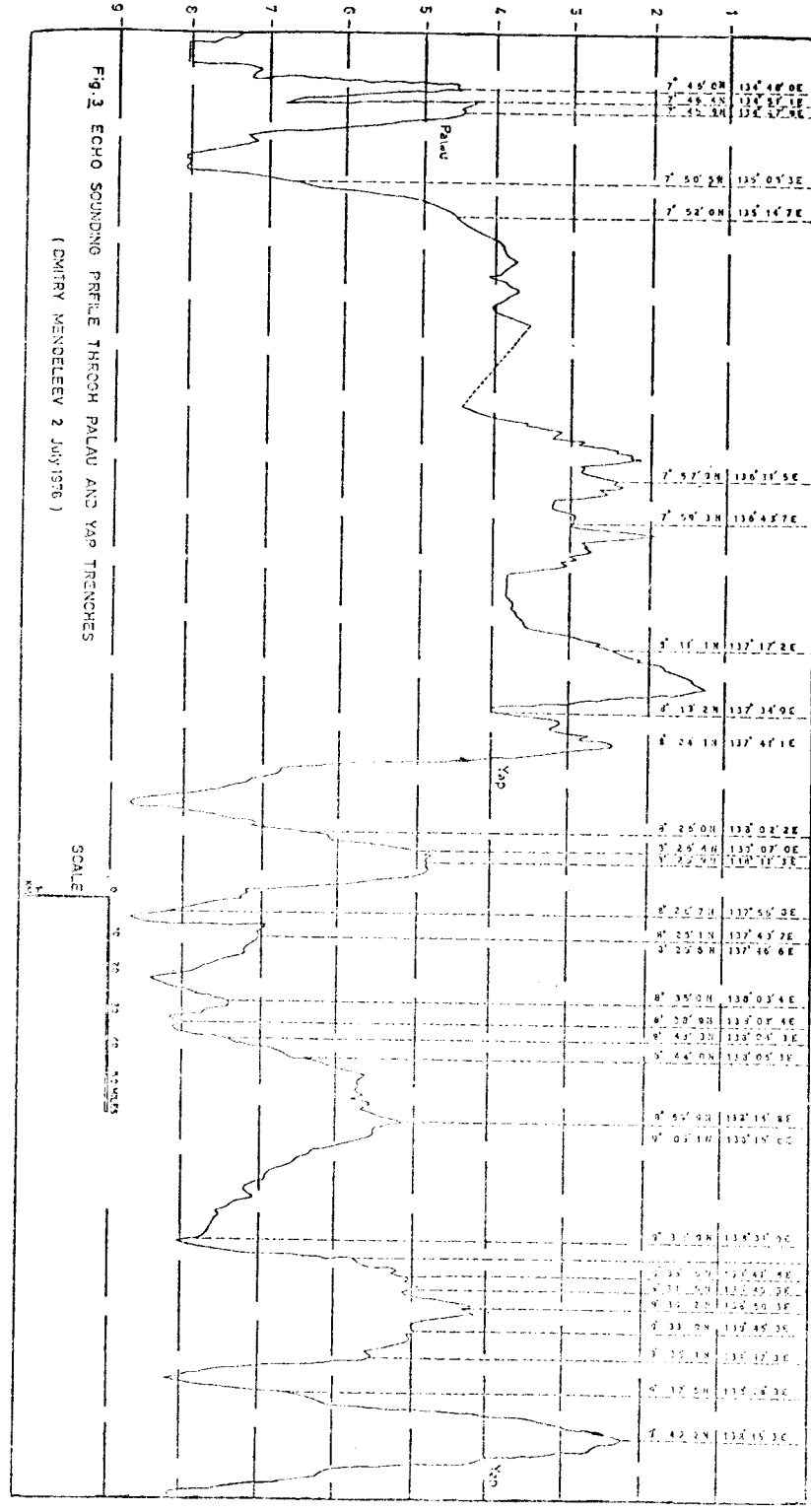
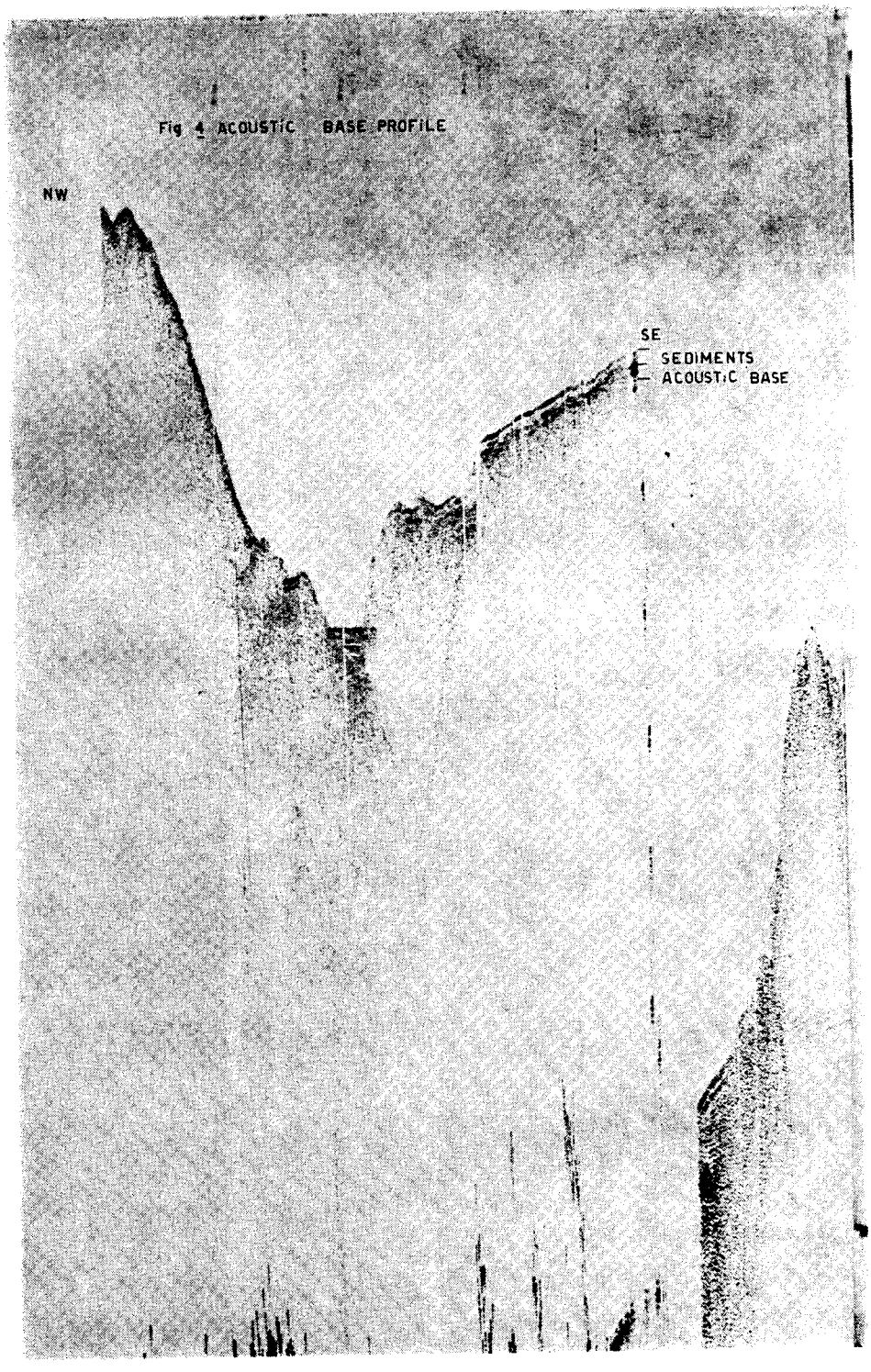


Fig.3 ECHO SOUNDING PROFILE THROUGH PALAU AND YAP TRENCHES
(DMITRY MENDELEEV 2 July 1976)
Palau
Yap
Yap
SCALE

شکل ۳



شكل ٤

۲-۲- نمونه‌گیری

بسته به‌چگونگی بستر دریا- نهشته ها- واریزه‌ها ویا قطعات کف آن سه نوع نمونه‌گیری انجام میگرفت.

۲-۲-۱- سنگ[1] روبی (شکل ٥)

یکی از هدف‌های مهم این قسمت از پروژه اقیولیت‌ها جمع‌آوری سنگهای بستر اقیانوس به‌ویژه درنواحی شکسته ودرشیب ژرفنا ها بود. چه دشتهای مغاکی ویاگودالها به‌سبب پوشش آن‌از نهشته هائی که‌گاه ضخامت قابل ملاحظه‌ای بخود میگرفت نمیتوانست سنگی بدست دهد واگر هم برسبیل اتفاق قطعه سنگی به‌چنگ آید مربوط به بیرونی‌ترین پوسته بسترا قیانوس است که بیشتر ازبازالت یاگذاره‌های بالشی تشکیل میگردد. ولی چنانکه یاد شد هدف بیشتر پیگردی سنگهای اعماق پوسته اقیانوسی بوده که میتوانست احتمالا بوسیله گسله یا ساختمان بخصوص ژرفنا ها رخ نموده باشد.

برای سنگ روبی‌ازیک‌زنبیل استوانه‌ای فولادی استفاده میشد به‌ابعاد تقریبی: ارتفاع ۱۶۰- ۱۵۰سانتیمتر و وقطر قاعده ۱۲۰-۱۱۰ سانتیمتر ضخامت بدنه فولادی حدود ۷ میلیمتر- ته این استوانه مشبک ولبه بالائی آن دنه‌ای‌دار (بلندی هر دندانه ۲۵ سانتیمتر) این استوانه بوسیله یک زنجیر فولادی که درحکم دسته آن است به‌کابلی متصل میشد که درقسمت عقب کشتی برعرشه سوم استوار بود. سنگ روبی معمولا درشیب ژرفنا ها انجام‌میگرفت (شیب طرف اقیانوس یا شیب طرف کمان جزیره‌ای). پس ازرسیدن به‌بالای ژرفنا معمولا کشتی یک بار ازروی آن میگذشت تا نیمرخ آن با روش لرزشی بدست آید . سپس مناسبترین قسمت برای سنگ روبی انتخاب می‌شد وکشتی با دور زدن مجدد در- ابتدای نیمرخ انتخاب شده قرار میگرفت. آنگاه زنبیل به‌پائین فرستاده میشد. سنگ روبی همیشه درجهت خلاف شیب انجام میگرفت وکشش زنبیل به‌روی بستر اقیانوس بوسیله حرکت کشتی در اثر باد (Drift) حاصل میگشت. اگر احیاناً باد درجهت مخالف بود ازنیروی محرکه کشتی استفاده میشد که دراینگونه موارد خطر پاره شدن کابل بسیار بود. درحین سنگ روبی‌های مختلف چند بار نیز کابل پاره شد وده‌ها کیلومتر کابل فولادی به‌قعر دریا افتاد. این زنبیل کشی همیشه موفقیت آمیز نبود وچه بسا پس ازساعتها انتظار پائین فرستادن زنبیل- کشیدن آن برپستر شیب دار دریا هنگامیکه بالا آورده میشد خالی بود. نمونه‌گیری اکثر ازاعماق بیش‌از ٤۰۰۰ متر انجام می‌گرفت وعمیق‌ترین سنگ روبی مربوط به‌ژرفنای ماریانا بود که طی آن قطعات سنگهای بازیک واولترابازیک ازعمق ۹۰۰۰ متری بدست آمد .

۲-۲-۲- مغزه‌گیری (شکل ٥).

این نوع نمونه‌گیری بیشتر درجائی بکار میرفت که انباشته ازنهشته‌های سنگ نشده بود. یک لوله فولادی با قطر قاعده حدود ۱۵-۱۰ سانتیمتر که به‌یک کابل متصل بود به‌ته دریا فرستاده میشد. این لوله هنگام تماس با کف دریا دراثر وزن خود وشتاب کنترل شده‌ای که بدان داده شده بودگاه تا حدود ۳ مترد‌رمیان نهشته های نرم فرو میرفت. دهانه آن طوری تعبیه شده بود که بهنگام کشیده شدن به‌سمت بالا بسته میشد ومغزه‌ای‌گاه بطول‌دومتر از نهشته های کف دریا درآن محبوس میگشت. شرح مکانیسم این مغزه‌گیر ازحوصله این مقال خارج است وعلاقمندان میتوانند به- کتابهای متعددی که درباره تکنیک‌های اقیانوس‌شناسی نوشته شده مراجعه کنند.

۲-۲-۳- روش چنگی[2].

این روش برای نمونه‌گیری ازسنگ ریزه‌ها وگلهای سفت شده بستر دریا انجام میگرفت. استوانه‌ای که برته

۱- Dredging - این لغت درحقیقت به‌معنی لای روبی است ولی چون‌لای‌درپارسی‌بیشترگل ولای ومواد نرم رادرذهن مجسم میکند و این‌نوع نمونه‌گیری‌بیشتر به‌جمع‌آوری قطعات‌سنگ بستگی‌دارد ترجیح دادم آبراسنگ‌رونی‌بنامم.

۲- Crabing

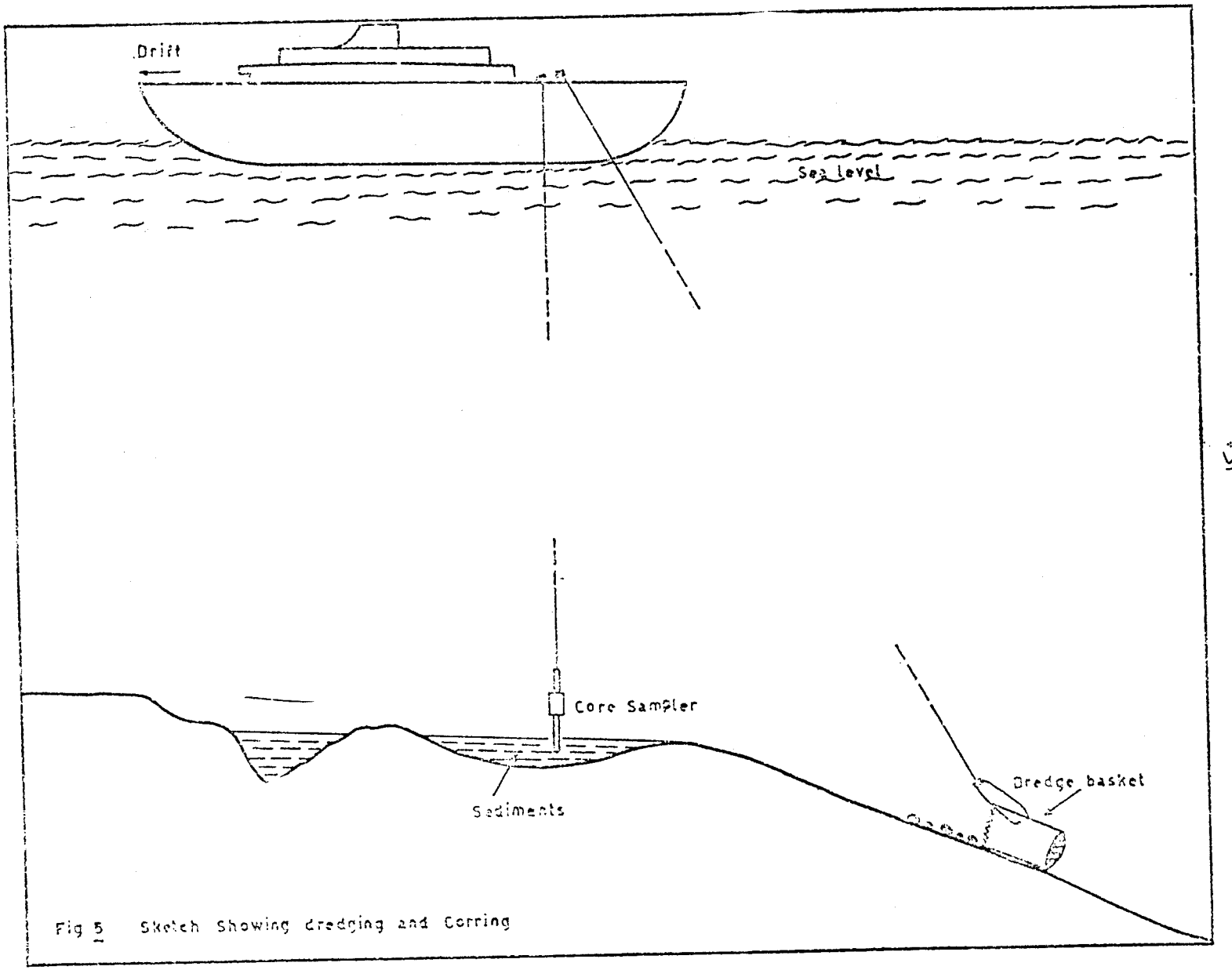


Fig 5 Sketch Showing dredging and Corring

شکل ۵

آن دو چنگک پهن تعبیه شده بود وبا یک کابل به‌پائین فرستاده میشد. پس‌ازفرو نشستن‌درکف دریا مجدداً بالا کشیده میشد. دراین هنگام چنگکها بسته میشد ومواد کف رادرخود میگرفت.

ابزار وآلاتی‌که فوقاً اشاره شد. انواع گوناگون با طرح‌های مختلف دارد. در اینجا تنها اشاره به اصول کلی آنها داشتیم.

۳- تعاریف مختصری از تکتونیک ورقی و مجموعه افیولیتی

پرداختن به‌تکتونیک ورقی با توجه به‌حجم کارهائیکه درجهت ویا برخلاف آن درسالهای اخیر انجام‌گرفته به‌مثابه مثنوی هفتادمن است ونیز شرح مجموعه افیولیتی‌خود کتاب‌جداگانه‌ای‌راطلب میکند مستقل‌ازهدف این‌نوشته. ولی ازآنجاکه درمتن‌گزارش اشاراتی به‌تکتونیک ورقی ومجموعه افیولیتی رفته است‌ناگزیر ازتعاریف مختصری هستیم‌که در این زمینه‌ها وجود دارد.

۳-۱- تکتونیک ورقی.

مفهومی است‌که نظریه جدایش قاره‌ها وگسترش بستر اقیانوسها رابهم پیوند میدهد. سطح زمین مرکب ازورق‌هائی درنظرگرفته میشود با ضخامت تقریبی ۱۰۰ کیلومتر که نسبت بهم درحرکتند. این حرکت چرخشی است وحول محورهائی انجام میگیرد که از مرکز زمین میگذرند. چراکه بنابه تئورم اولر سطوح روی یک‌کره میتوانند تا چرخش حول محوری که‌از مرکز آن‌کره میگذرد بهرجهت وطرفی حرکت داشته باشد. دراثر حرکت این ورق‌ها بخش‌هائی‌از سطح کره زیر فشار وبخشهای دیگری زیرکشش قرار میگیرد.

درامتداد بخشهای کششی فشار افت میکند. گسله‌های نرمال ایجاد میشود وگودیه ئی به‌خود میآید که بدان اصطلاحاً کافت میگویند. درامتداد این کافت ماگمای برخاسته ازگوشته بالائی زمین (که احتمالادراثر همین‌افت فشار بوجود آمده است) به‌طرف بالا حرکت میکند تا پس ازسرد وسخت شدن پوسته جدیدی راتشکیل دهد. ادامه این حرکت باعث دور شدن قاره‌ها ازهم وگسترش بستر اقیانوس‌ها میگردد.

درامتداد بخشهای فشاری‌گسله‌های معکوس ایجاد میشود ویکی ازورق‌ها به‌زیر دیگری فرو میرود. دراثر این مکانیسم‌گودی ممتد نامتقارنی ایجاد میشودکه شیب طرف ورق پائین رونده آن‌کم (°۱۰-°۱) وشیب‌طرف مقابل آن تند (°۶۰-°۱۰) است. این‌گودیها معمولا ژرف‌ترین بخش‌اقیانوس‌هاراتشکیل میدهند. واصطلاحاً ژرفنانامیده میشوند بطور خلاصه درامتدادکافت پوسته زمین ایجاد میشودودرامتداد ژرفنا ازبین میرود. حرکت ورق‌ها، افت فشار وایجاد ماگما هرکدام ممکن است علت یا معلول دیگری باشد. یا عامل دیگری باعث ایجاد این پدیده‌ها بشودکه درمرحله کنونی دانش‌بشری شناخته شده نیست.

جدایش قاره‌ها- ایجادکافت وگسترش اقیانوسها پدیده‌هائی است‌که تقریباً به‌اثبات رسیده است ولی فرو رفتن ورقی به‌ضخامت ۱۰۰ کیلومتر به‌زیر ورق‌دیگر ازسرز فرضیه فراتر نرفته است. گواینکه ریخت‌شناسی نامتقارن ژرفنا‌ها، کمان‌های جزیره‌ای- آمیزه‌های‌گوناگون وزون زلزله خیز بنیوف[1] وسایر پدیده‌های ثقل سنجی مغناطیسی وماگمائی به‌عنوان گواه این پدیده‌گرفته میشود ولی مکانیزم‌گسلهای معکوس وراننده شدن تیغه‌های نسبتاً نازکی ازاین ورق‌ها درامتداد این‌گسله‌ها میتواند تمامی این پدیده‌ها رابوجود آورد. بهرحال آنچه مطرح است همانا کاهش‌گستره این‌صفحات درامتدادی عمود برامتداد ژرفنا‌ها است‌که با وجود افزایش‌گستره آنها در امتداد عمود برکافتها پدیده‌ای الزامی بنظر میرسد. حال خواه بوسیله فرو فتن یکی به‌زیر دیگری‌با شد ویا در اثر عملکردگسله‌های معکوس.

شواهدی دردست است‌که ژرفنا‌ها درمسیر تکاملی خویش مهاجرت میکنند واین مهاجرت درجهت حرکت نسبی ورق‌ها انجام میگیرد ودرفواصلی ازاین ژرفنا‌ها درورق بالائی بخش‌های کششی جدیدی بوجود میآیدکه ازنظر ایجاد وخروج ماگما، جریان حرارتی وسایر خواص فیزیکی شباهت به‌کافتها وبخشهای جدا شونده ورق‌ها دارد. بدین قسمت حوزه‌های‌کناری یا دیاهای کناری میگویند. مهاجرت ژرفنا‌ها وایجاد حوزه‌های‌کناری نیز ممکن است علت یا معلول همدیگر باشد ویا ممکن است هر دو پدیده دراثر مکانیزم پیچیده‌کاهش‌گستره ورق‌ها انجام پذیرد.

۱- Benioff zone

۳-۲- مجموعه افیولیتی.

اصطلاح افیولیت برای مجموعه‌ای ازسنگهای سرپانتیفیت ـ گابرو اسپیلیت برای اولین بار توسط اشتاینمن (۱۹۲۶ و ۱۹۰۵) بکارگرفته شده است. پس‌ازآن مانند بیشتر اصطلاحات زمین شناسی کاربردهای گوناگونی پیدا نمود وبه‌سنگهای مختلفی با خاستگاههای کاملا متفاوتی اطلاق گشت که گاه هیچ ارتباطی به مفهوم اصلی کلمه نداشت سرانجام درکنفرانس پنروز- درسپتامبر ۱۹۷۲ تعریف زیر مورد قبول سنگ شناسان- ژئوفیزیسین ها- ژئوشیمیست ها و تکتونیسین های سراسر جهان قرارگرفت:

«اصطلاح افیولیت به‌مجموعه ویژه‌ای ازسنگهای مافیک واولترا مافیک اطلاق میشود ونباید درنقشه‌های زمین شناسی به‌عنوان نام یک سنگ ویا یک واحد لیتولوژی‌نشان‌داده شود». دریک مجموعه افیولیتی کامل ردیف‌های سنگی زیر ازپائین به‌بالا دیده میشود .

— کمپلکس اولترا مافیک. شامل هارزبورژیت- لرزولیت ودونیت با نسبت‌های متغیری است این کمپلکس پریدوتیت‌های دگرگون شده نیز نامیده میشود وعموماً دارای فابریک تکتونیتی است.

— کمپلکس گابروئی. شامل پریدوتیت‌ها وپیروکسونیت‌ها و-گابروهای لایه بندی شده است. معمولا دارای بافت کومولا است ودرجه تغییر شکل درآنها بسیارکمتر ازپریدوتیت‌های دگرگون شده است. اکثراً هیچگونه تغییرشکلی درآن دیده نمیشود.

— کمپلکس دایک. مجموعه‌ای است ازدایک‌های با ترکیب دیابازی بدون سنگ درون‌گیرد.

— کمپلکس سنگهای آتشفشانی بازیک. که عموماً بصورت گدازه‌های بالشی است.

رخساره‌های همراه این مجموعه عبارتست از:

— نهشته‌هائی ازقبیل چرت- رادیو لاریت ومقادیرکمتری نهشته‌های رسی وآهکی.

— توده‌های عدسی مانند کرمیت که معمولا با دونیت‌های دگرگون شده همراه است.

— سنگهای نفوذی غنی ازفلدسپاتهای سدیک.

درمورد مجموعه افیولیتی توجه به‌نکات زیر لازم به‌نظر میرسد.

الف- معمولا حد بین کمپلکس های مختلف مجموعه افیولیتی گسلیده است.

ب- یک مجموعه افیولیتی ممکن است ناقص- جابجا شده ویا دگرگون باشد که دراین صورت مجموعه افیولیتی ناقص- جابجا ویا دگرگون شده نامیده میشود.

ج- هرچندکه مجموعه افیولیتی معمولا پوسته اقیانوس ها را تشکیل میدهد ولی تعریف مجموعه افیولیتی مستقل از خاستگاه آنست.

بدیهی است که افیولیت‌ها در هیچ حالتی نام یک سنگ نیست. بلکه نام‌گروه سنگهائی است معین ومشخص که باید دارای دوشرط زیر باشد.:

الف- از مجموعه سنگهائی باترکیب اولترابازیک وسنگهائی باترکیب بازیک تشکیل شود.

ب- از سنگهائی بابافت دانه‌ای وسنگهائی بابافت میکرولیتی تشکیل شود.

شرط دوم شرط اساسی برای افیولیت‌ها است. چراکه اجتماع گدازه‌های بازیک باسنگهای اولترابازیک بابافت دانه‌ای است که مجموعه افیولیتی را مشخص میکند. مثلا گدازه‌های بالشی ویایک سیل تفریق‌شده‌گابروئی ویارادیولار- لاریت هیچکدام به تنهائی نمیتواند مبین یک مجموعه افیولیتی باشد.

درمورد خاستگاه افیولیت‌ها و جایگزینی آنهادرمیان یادرلبه قاره‌ها بحث بسیار است وحتی ذکر مختصری از آن در حوصله این نوشته نیست.

۴- دریای فیلیپین

نام دریای فیلیپین از سال ۱۹۴۴ به بخشی از اقیانوس آرام اطلاق میشود که در شمال وشرق مجمع‌الجزایر فیلیپین قرار دارد (شکل ۱). این دریا محدود میشود ازطرف.

— جنوب غربی به‌جزایر فیلیپین-لوزن-میندانائو.

—جنوب شرقی به جزائر کارولین-پلویپ واولیتی.
—شرق به جزائر ماریانا-گوام-سایپان-تینیان وغیره.
—شمال شرق به جزایر بونین وولکانو.
—شمال غربی به جزایر اوکیناوا وفرمز

طول این دریا حدود ۲۹۰۰ کیلومتر وعرض آن ۲۴۰۰ کیلومتر است.ژرف‌ترین نقاط زمین در این دریا واقع شده است واز آنجمله ژرفنای ماریانا است‌بانقطه‌ای به‌ژرفنای ۱۱۰۲۲ متردرجنوب جزائرگوام- آبهای‌گرم استوای شمالی (استوای سرطان) در قسمت جنوبی این دریا جریان مییابد وپس از رسیدن به مجمع‌الجزایر فیلیپین به دو شاخه تقسیم میشود یک شاخه بطرف شمال ادامه پیدا میکند که جریان ژاپن نامیده میشود ودیگری به‌سوی استوا باز میگردد که به جریان ضد استوائی مشهور است.

۴-۱- ساختمان‌بستر دریای فیلیپین

کف این دریا بسیار ناهموار ودارای پستی وبلندیهای بسیاری است که ازنظر تکتونیکی بسیار پیچیده است. یک رشته کوه دریائی بنام‌رشته ریوکوپلو این دریا را از شمال به جنوب به دوقسمت شرقی وغربی تقسیم میکند. بخش شرقی دارای چهار ژرفنا: پلو- یپ- ماریاناوبونین (شکل ۶). چندین کمان جزیره‌ای-چهار دریا یا حوزه کناری ویک رشته کوه دریائی بنام ماریانای غربی است.

بخش غربی دارای دوژرفنای فیلیپین وریوکو وحوزه غربی دریای فیلیپین است که ازنظر ساختمانی تا کنون بخوبی شناخته نشده است.

۴-۱-۱- بخش شرقی بستر دریای فیلیپین

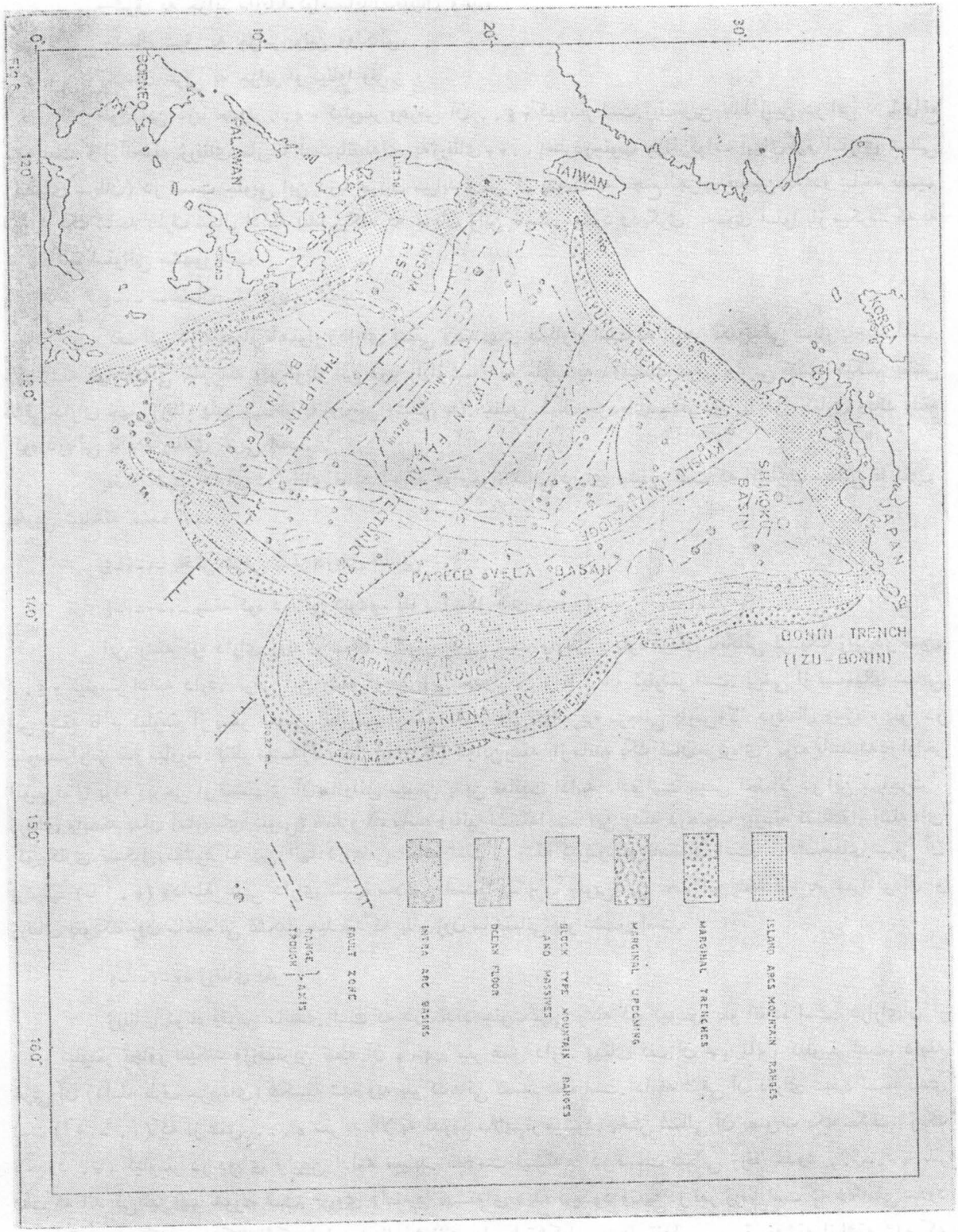
۴-۱-۱-۱- رشته کوه دریائی کیوشو- پلو[1]. (شکل های (۷و۸).

این رشته کوه دارای روندی شمال - شمال غربی است وازجزیره پلوتاگودال نانگائی نزدیک ژاپن‌در طول ۲۴۰۰ کیلومتر ادامه دارد. عرض این رشته کوه دریائی حدود ۱۰۰ تا ۱۳۰ کیلومتر است. برخی از قسمتهای شمالی این رشته تا ۳ کیلومتر از بستر عمومی اقیانوس ارتفاع دارد. ولی‌تنهاجزیره مرجانی پارس‌ولا[2] درشمال وجزیره پلو[3] در جنوب‌سرازآب بدر میاورند. بنظر میرسد(Karig 1972) که‌این‌رشته باز مانده یک کمان‌جزیره‌ای[4] بوده باشد که‌در اواخر ائوسن‌فعال بوده وبرخی از قسمتهای آن تااوائل میوسن بدین فعالیت ادامه داده است سپس احتمالا در این مهاجرت ژرفنای وابسته بدان (ماریانای کنونی؟) متروک مانده وپائین‌نشسته‌است. این رشته درجنوب پیوسته نیست‌واز رشته‌های کوچکتری تشکیل میشود که بین آنها دره‌هائی افتاده است . رشته کیوشو-پلو نامتقارن است. دامنه‌های شرقی آن پرشیب (تا ۲۰°) ودامنه غربی دارای شیب ملایمی است(۸°-۶°). جنوبی‌ترین بخش‌این‌رشته کوه به همراه‌گودال و ژرفنای پلویک زون ساختمانی تشکیل میدهند که بنام زون ساختمانی پلو مشهور است.

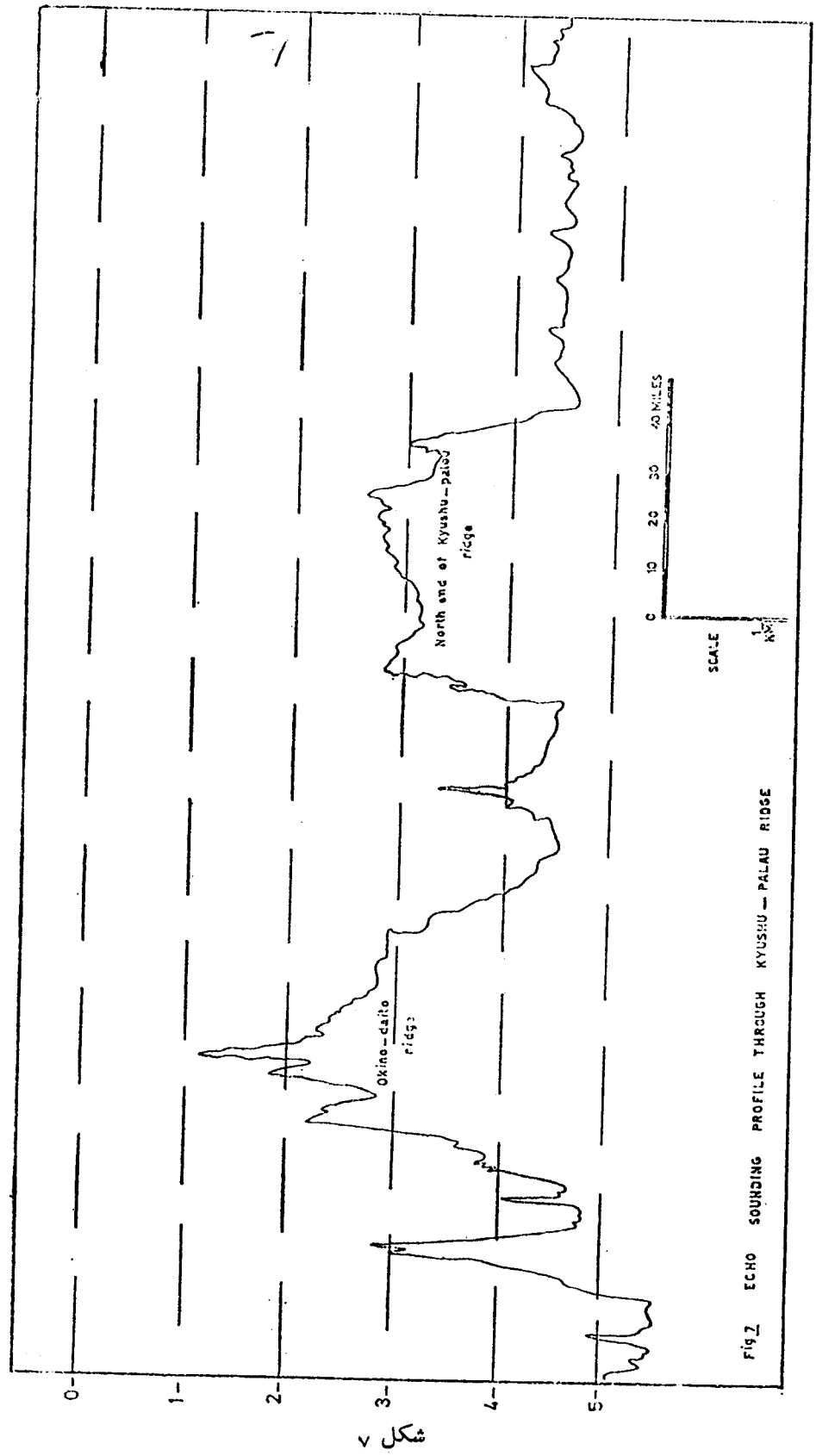
۴-۱-۱-۲- ژرفنای پلو

ژرفنای کوتاه وقوس مانندی است که درامتداد جنوب‌غربی رشته کوه کیوشو- پلو افتاده است. درازای‌آن از ۲۴۰ کیلومتر تجاوز نمیکند وژرف‌ترین نقطه آن ۸۹۶۹ متر عمق دارد. پهنای کف آن ۱۳ تا۱۶ کیلومتر است. دامنه غربی آن (دامنه طرف جزیره‌ای) شکسته شده وبه بلوک‌هائی تقسیم شده است. دامنه شرقی آن دارای شیب نسبتاً تندی است (۱۲°-۱۰°) که از عمق ۵۰۰۰ متر به بالا به تدریج ملایم‌تر میشود. بخش شمالی آن بصورت یک شکاف باریک تاحدود ۱۵۰ کیلومتر در دریای فیلیپین ادامه مییابد. ضخامت نهشته‌ها در قسمت شمالی ژرفنا حدود ۶۰۰-۷۰۰ متر است که اندکی نیز بهم خورده است. برروی دامنه‌ها نهشته‌ای دیده نمیشود وتنها در قعر ژرفنا است که ضخامتی حدود ۱۵۰ متر پیدا میکند در شکافهائیکه ادامه شمالی ژرفنای پلو را تشکیل میدهد تنها ۲۰۰ متر نهشته انباشته شده که بشدت تغییر شکل داده است.

۱- Kyushu Palau Ridge ۲- Parece Vela ۳- Palau ۴- Pemant Arc


0°
10°
20°
30°
110°
120°
130°
140°
150°
160°
BORNEO
PALAWAN
TAIWAN
KOREA
JAPAN
PHILIPPINE BASIN
PARECE VELA BASIN
SHIKOKU BASIN
MARIANA TROUGH
MARIANA ARC
BONIN TRENCH
(IZU-BONIN)
ISLAND ARCS MOUNTAIN RANGES
MARGINAL TRENCHES
MARGINAL UPCOMING
BLOCK TYPE MOUNTAIN RANGES AND MASSIFS
OCEAN FLOOR
INTRA ARC BASINS
FAULT ZONE
TRENCH AXIS
TROUGH AXIS

شكل ٦


0
1
2
3
4
5
Okino-daito ridge
North end of Kyushu—palau ridge
0 10 20 30 40 MILES
SCALE
1 KM
Fig 7 ECHO SOUNDING PROFILE THROUGH KYUSHU — PALAU RIDGE

شکل ۷

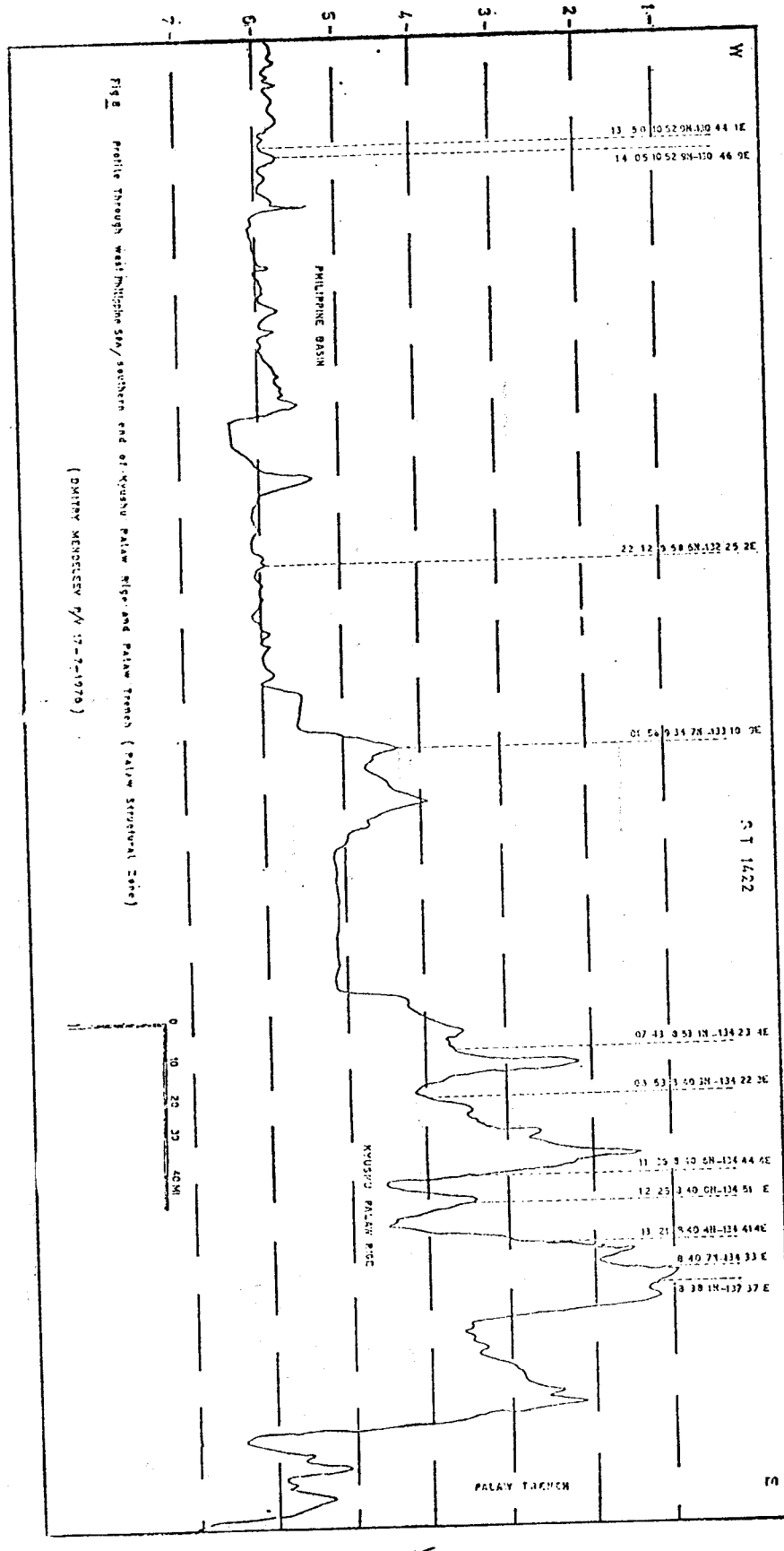


Fig 8 Profile through west Philippine Sea/ southern end of Kyushu Palaw Ridge and Palaw Trench (Palaw Structural Zone)

(DMITRY MENDELEEV P/V 17-7-1976)

شکل ۸

٤-١-١-٣- زون ساختمانی یپ[1]

این ساختمان در جنوب گودال ماریانا[2] افتاده است وتشکیل میشود از کمان جزیره‌ای یپ، ژرفنای یپ وادامه جنوب شرقی زون تکتونیکی تایوان-پلو[3] (شکل ٦). ژرفنای یپ ژرفنای ماریانا در شمال شرقی وژرفنای پلو در جنوب غربی یک طرح پله کانی[4] راتصویر میکند. ژرفنای یپ‌از ژرفنای پلو بایک‌برجستگی‌گرده مانند که‌تاحدود ۱۰۰۰ متراز کف دریا برمیخیزد جدا میشود. بخش‌شمالی‌ژرفنای یپ توسط بخش‌جنوبی‌ژرفنای ماریانا بایک‌زاویه تقریباًقائمه‌قطع میشود.

٤-١-١-٤- ژرفنای یپ (شکل ۲)

متقارن است وهردو دیواره آن پرشیب(تا ۲۰°). برجستگیهائی که معمولا موازی امتداد ژرفناها دیده میشود درکف این ژرفنا یادر دیواره‌های آن نادر است در عوض برجستگی‌های‌گرده مانند (گردنه) آنرا به‌گودیهای متعددی تقسیم میکند. بیشترین عمق این ژرفنا ۸۸۵۰متر است که تاحدود ۵۰ کیلومتر در امتداد سنگاب‌ژرفنااداسه دارد. کف‌آن باریک و تخت است و حدود ۸ کیلومتر پهنا دارد. در نقشه‌های موجود ادامه شمالی این ژرفنا تامدار ۱۸° شمالی نشان داده شده است ولی پژوهشهائی که درطی‌این سفر انجام شد نشان داد که این ژرفنا ازمدار ۱۸° شمالی بسی فراتر میرود. ریخت‌شناسی ژرفنای یپ در مدار ۱۸° بصورت جناغی[5] است. واعماق ۶۰۰۰ متری آن با دیواره‌هائی احاطه میشود که تا ۲۰۰۰ متر ازکف دریا ارتفاع دارد. تقارن دامنه‌های‌ژرفنای یپ-نبودن برجستگی‌های موازی-وجود برجستگی‌های گرده مانند،شایدگواهی باشد براین مطلب که ژرفنای یپ دراثر مکانیسم ایجاد دریاهای کناری به‌وجود آمده است. به‌عبارت دیگر این ژرفنا ممکن است یک‌کافت باشد یعنی جائیکه پوسته زمین ایجاد میشود نه آنکه ازبین میرود. شکل جناغی این ژرفنا در مدار ۲۳ شمالی بسیار مشخص است ومادر طی این سفر نقطه‌ای‌را به عمق ۶۹۰۰متر ثبت کردیم که در هیچکدام از مشاهدات پیشین ذکر نشده بود.

نهشته‌های سنگ نشده‌ای در برخی جاهای این ژرفنا دیده میشود که‌بهرحال از ۱۰۰ متر تجاوز نمیکند. بر تارک برجستگی‌های‌گرده مانندگانه تا ۱۰۵۰ متر نهشته‌های سنگ شده که بیشتر از خاکسترهای آتشفشانی است وجود دارد. نیمرخ این ژرفنا در نزدیکی مدارهای ۱۷-۱۶ شمالی بسیار جالب است . در اینجا در سنگاب ژرفنا نهشته‌ای نیست. ولی درگودیهای دامنه‌های این ژرفنا ویر تارک برجستگی‌هائی که در شرق محور سنگاب میافتد نهشته‌هائی دیده میشود که بخوبی سنگ شده است. ضخامت این نهشته‌ها هرچه ازسنگاب ژرفنا به طرفین دور شویم بیشتر میشود (از ۱۰۰ متر تا ۴۰۰ متر). این موقعیت،رشته میانی اقیانوس اطلس را بیاد میاورد وگواه دیگری است براینکه ژرفنای یپ بیشتر یک‌کافت است تایک ژوفنا. ناگفته نماند که پیش ازمانمونه‌هائی ازگدازه‌های بالشی ازاین ژرفنا بدست آمده است.

٤-١-١-٥- ژرفنای ماریانا (شکل ۹).

این ژرفنا در شرق‌کمان جزیره‌ای ماریانا افتاده است (شکلهای ۱و۶) وبیش از ۲۰۰۰ کیلومتر امتداد دارد. قسمت اعظم این ژرفنا بیش از ۷۵۰۰ متر عمق دارد .

عمیق‌ترین نقطه آن دارای ژرفای۱۱۰۲۲متر است که‌در ضمن عمیق‌ترین نقطه دنیا نیز هست‌در اثناء سفر پژوهشی حاضر دونیمرخ از این ژرفنا پیموده شد. یکی در قسمت مرکز بین ۱۴-۱۲ شمالی و۱۴۷-۱۴۴ شرقی ودیگری در تقاطع این ژرفنا باژرفنای یپ. دیواره‌های این ژرفنا ازنظر ریخت‌شناسی باهم‌اختلاف دارد چانکه معمولا ژرفناهای پیوسته باکمان جزیره‌ای است، دیواره‌های غربی این ژرفنا (طرف جزیره) بسیار نسنظم است ودارای برجستگی‌هائی باریک است که دارای روندی موازی روند ژرفنا است. شیب قسمت بالائی این دیواره تنها ۴°-۳° است‌ولی در اعماق بیش‌از ۵۵۰۰-۶۰۰۰ متر به ۱۰°-۱۵° افزایش مییابد وبی‌نظمی ریخت شناسی‌دیواره کاهش مییابد. در برخی قسمتهای پائینی این دیواره‌گاه شیب به ۹۰ درجه میرسد. دیواره شرقی آن (طرف اقیانوس) ملایم است‌وبریدگیها وبرجستگیهای چندانی در آن دیده نمیشود. تنها بین مدارهای ۱۲ و۱۶ شمالی یک برآمدگی کناری[6] بصورت سیستمی از برجستگی‌های باریک دیده میشود که بوسیله کوههای دریائی بزرگی احاطه شده است.

۱- Yap Structural Zone ۲- Mariana Trough ۳- Taiwan- Palau Tectonic Zone

٤-En echelon Pattern ۵- V-Shape ۶- Marginal Swell

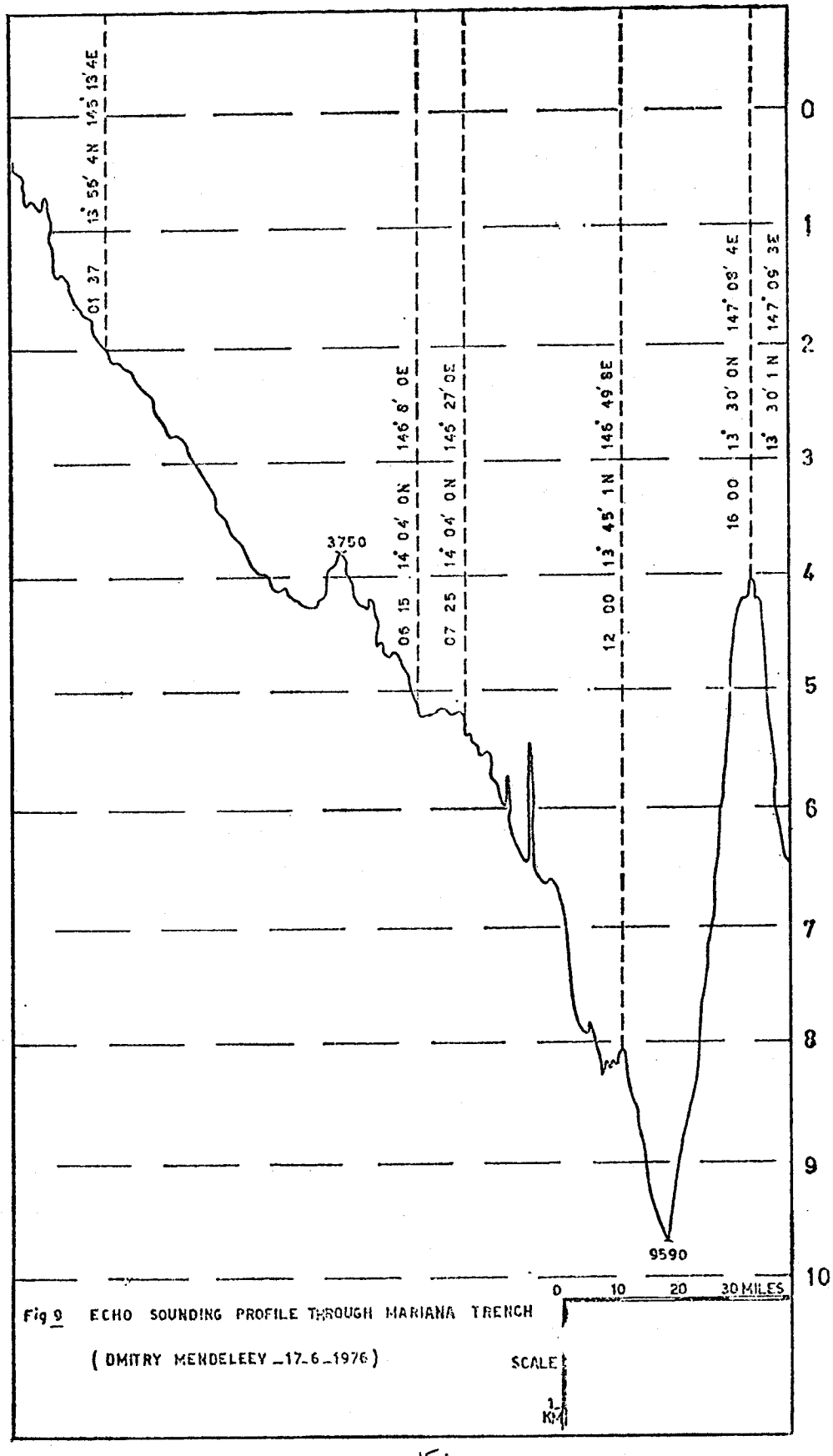


Fig 9 ECHO SOUNDING PROFILE THROUGH MARIANA TRENCH

(DMITRY MENDELEEV _17_6_1976)

شکل ۹

کف ژرفنا بسیار باریک وبین ۱/۲ تا ۲ کیلومتر در تغییر است. حوزه‌های رسوبی کوچکی که در این قسمت دیده میشود بوسیله دیواره‌های باریکی ازهم جدا میشود وبدین‌گونه حمل نهشته‌ها را از نقطه‌ای به نقطه دیگر مانع میشود.

محل تقاطع ژرفنای ماریانا باژرفنای‌یپ از نظر ریخت شناسی جالب‌تر است این تقاطع در حدود ۱۱ درجه شمالی و۱۴۳ درجه شرقی انجام میگیرد. در اینجا یک‌گودی به‌عمق بیش‌از ۸۰۰۰ متر وجود دارد ونشان میدهد که تقاطع این دو ژرفنا ونیز ادامه شمالی شکستگی یپ بصورت دسته‌ای از برجستگی‌ها وگودیهائی است که طرح بادبزنی دارد.

ضخامت نهشته‌ها برروی بخش‌های بالائی دیواره غربی (طرف جزیره)گاه به ۱۰۰۰متر میرسد . به سبب‌بی نظمی بستر این دیواره‌ها موقعیت نهشته‌ها در همه جای آن یکسان نیست. نشانه‌هائی ازیک‌دگرشیبی بین این نهشته‌ها دیده میشود که میتواند دراثر تغییر شکل آنها ویا آوار[1] آنها در شیب تند باشد. ضخامت نهشته‌ها در قعر ژرفناا ز ۵۰ متر تجاوز نمیکند وگاه اصلا نهشته‌ای یافت نمیشود. برروی دیواره‌های شرقی آن (طرف اقیانوس) حداکثر ضخامت نهشته‌ه کمتر از ۱۵۰ متر است.

۴-۱-۱-۶-گودال ماریانا[2] (شکل ۱۰)

گودال هلالی شکلی‌است که در غرب کمان جزیره‌ای ماریانا افتاده است واز روند آن تبعیت میکند. حد جنوبی آن محل تقاطع ژرفناهای ماریانا ویپ است وحدشمالی آن جائیست که کمان جزیره‌ای ماریاناو بونین بهم میرسند. به‌نظر میرسد که این‌گودال‌در اثر مکانیسم ایجاد دریاهای کناری بوجود آمده وکمان جزیره‌ای ماریانا را به دونیم کرده باشد. کف ودیواره‌های آن از بلوکهائی تشکیل میشود که در اثرگسله ایجاد شده‌اند. روند این بلوک‌ها شمالی-جنوبی است ومستقل از روندگودال. این شاید بدان جهت باشد که بازشدگی آن‌در جهتی شرقی- غربی انجام‌گرفته است ووجود گسله‌هائی بااین روند مؤید این فرض است. سنگهای تولئیتی در این‌گودال ویک نوار باجریان حرارتی بالا در سنگاب آن، خود دلیل دیگری است که این فرض را تقویت میکند.

نهشته‌های این‌گودال عبارتست از سیلت ورس که‌ازخاکسترهای‌آتشفشانی غنی است. برتارک برجستگیهای آن نیز یک پوشش آذرآواری دیده میشود . باتوجه به مطالعاتی که روی رسوب گذاری در این‌گونه‌گودالها انجام‌گرفته نرخ رسوب‌گذاری در این‌گودال را میتوان حدود ۱۰۰ متر در یک میلیون سال فرض کرد وباتوجه به ضخامت نهشته‌های این‌گودال که بندرت از ۳۰۰ متر تجاوز نمیکند ومواد آذرآواری سیلیسی که در رشته ماریانای غربی باسنی معادل پلیو-پلیستوسن بدست آمده میتوان چنین پنداشت که‌ازآغاز بازشدگی این‌گودال نباید بیش‌از ۳ میلیون سال‌گذشته باشد.

۴-۱-۱-۷- زون ساختمانی بونین[3] (شکل۶)

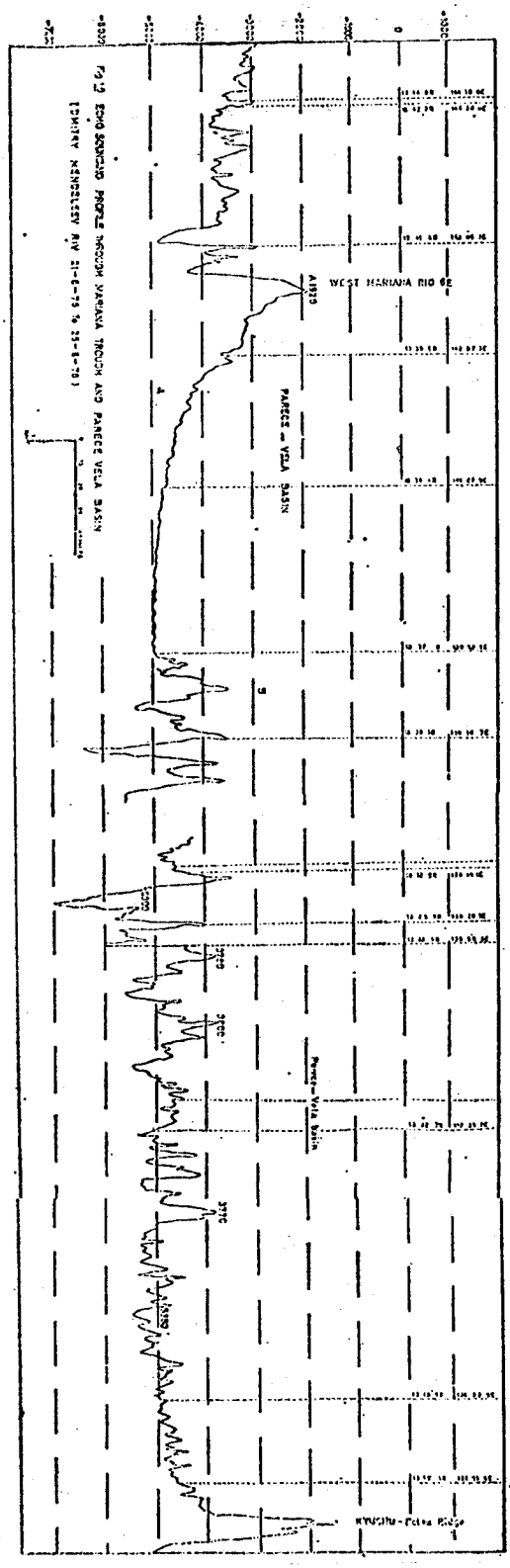
شامل‌گودال- کمان جزیره‌ای - ژرفنا وگودال بونین است. به‌نظر میرسد که این زون ادامه شمالی زون ماریانا میباشد. کمان جزیره‌ای بونین پهن است و از رشته‌هائی با روند شمالی - جنوبی تشکیل میشود که به‌طریقه پلکانی دردنباله هم میآیند . دیده میشود که این روند نیز ازروند شمال غربی - جنوب‌شرقی زون تبعیت نمیکند . حوزه‌های متعددی درگودال بونین ازگدازه‌های بازالتی انباشته شده که مبین باز شدن این‌گودال درمیان کمان جزیره‌ای بونین است زمان این بازشدگی مشخص نیست ولی نباید اززمان بازشدگی‌گودال ماریانا قدیمیتر باشد.

۴-۱-۱-۸- حوزه پارس - ولا[4] (شکل ۱۰).

حوزه‌ای است افتاده میان رشته کیوشو- پلو درغرب ورشته ماریانای غربی درشرق. شمال آن به‌حوزه شیکوکو محدود میشود و از طرف جنوب با زون‌های ساختمانی پلوویپ بسته میشود و در وسط آن یک برجستگی در از وجود

۱- Slumping ۲- Mariana Trough ۳- Bonin Structural qone

۴- Parce Vela Basin



شکل ۱۰

دارد که سرتاسر طول آن راسپیماید. صرفنظر ازعمق وپهنای بیشتر، این‌حوزه ازهر جهت شبیه‌گودال ماریانا است واحتمالا نتیجه‌ای ازمکانیسم‌گسترش دریاهای‌کناری است. نیمه شرقی آن ازضخامت قابل ملاحظه‌ای ازمواد آذرآوری انباشته شده ونیمه‌غربی آنرا پوشش نسبتاً نازکی ازنهشته‌های پلاژیک فراگرفته است. از مطالعه نهشته‌ها چنین نتیجه‌گرفته شده که‌گسترش بستر این حوزه در الیگوسن آغاز ودرمیوسن خاتمه یافته است.

٤- ١- ١- ٩- حوزه شیکوکو[1] (شکل٦)

این حوزه بین حوزه پارس ولا وژاپن قرارگرفته است. قسمت شمالی آن ازنهشته‌های ضخیم خشکی زاد که ازجزایر ژاپن سرچشمه میگیرد انباشته شده است. ضخامت این نهشته‌ها به طرف جنوب کم میشود ودر حدود مدار ٢٥ درجه شمالی به‌پوشش نازکی ازنهشته‌های پلاژیک تبدیل میشود. گسترش این حوزه بین الیگوسن ومیوسن رخ داده است وازاینجهت زمانی مشابه زمان‌گسترش حوزه پارس ولا رانشان میدهد.

٤- ١- ٢- بخش غربی بستر دریای فیلیپین

این بخش ازدریای فیلیپین شامل ژرفنای فیلیپین درجنوب غربی- ژرفنای ریوکو درشمال غربی وحوزه فیلیپین غربی است.

٤-١- ٢- ١- حوزه فیلیپین[2] غربی (شکل ١١)

این حوزه عمیق‌تر ازحوزه‌های شرقی است (حوزه‌های شرق رشته کیوشو- پلو). ازنظرپیدایش ازآنها قدیمیتر وجریان حرارتی درپوسته آن چنانست که آنرا به اقیانوس‌های قدیمی همانند میکند. یک زون تکتونیکی آنرا تقریباً به دو نیمه شمالی وجنوبی تقسیم میکند . این زون که بنام زون تکتونیکی تایوان - پلو مشهور است از قسمتهای دیگر حوزه بلندتر است وازبلوکهائی تشکیل میشود که دارای روندی شمال غربی جنوب‌شرقی است. نهشته‌های پلاژیک ویژه کف اقیانوس‌ها با ضخامتی بین ٧٥ تا ١٥٠ متر سراسر بستر حوزه راسی‌پوشاند حتی نواحی مجاور زون تکتونیکی تایوان- پلو نیز اختلافی با سایر جاها ندارد. ولی برجستگی انسوم[3] (شکل ٦)- ناحیه‌ای درشمال شرق جزیره لوزن[4] شمال‌شرق ژرفنای فیلیپین وغرب رشته‌کوه دریائی کیوشو- پلواز این حالت تبعیت نمیکند. برروی برجستگی انسوم حدود ٣٠٠ الی ٤٠٠ متر نهشته‌های آذرآواری برروی بستری‌ازبازالت‌های تولئیتی انباشته شده است. سن بخش پائینی این نهشته‌ها الیگوسن است وبین این مطلب که این برجستگی دراوائل الیگوسن عمق بسیارکمی داشته وسپس بسرعت به‌پائین افتاده و به عمق کنونی (٣٠٠٠ متر) رسیده است. پوشش رسوبی شمال شرق لوزن بسی جوانتر و مربوط به‌کواترنر است نهشته‌های شمال شرق ژرفنای ماریا حدود ٤٠٠ متر است وازمواد آذرآواری وتوربیدیت ساخته میشود. بنظر میرسد که این نهشته‌ها ازغرب (جزایر فیلیپین) سرچشمه‌گرفته باشد که اکنون توسط ژرفنای فیلیپین قطع شده است. نهشته‌های غرب کیوشو- پلو نیز آذرآواری است وازفرسایش وتخریب سنگهای این رشته بدست آمده است.

بخش شمالی حوزه فیلیپین غربی ازنظر ساختمانی بسیار پیچیده است.

٤ رشته‌کوه دریائی و٥ حوزه درمثلث بین ژرفنای ریوکو - زون تکتونیکی تایوان - پلو ورشته کیوشو پلو وجود دارد. بیشتر این رشته‌ها منحنی شکل ودارای تقعری به‌سوی جنوب است ازآنجا که این بخش ازدریای فیلیپین مورد توجه ما نیست بدین مختصر بسنده میکنیم و به شرح نتایجی که ازنمونه‌های بخش شرقی دریای فیلیپین بدست آمده میپردازیم .

١- Shikoku Basin ٢- West Philifpine Basin ٣- Ansom Rise ٤- Luzon Island

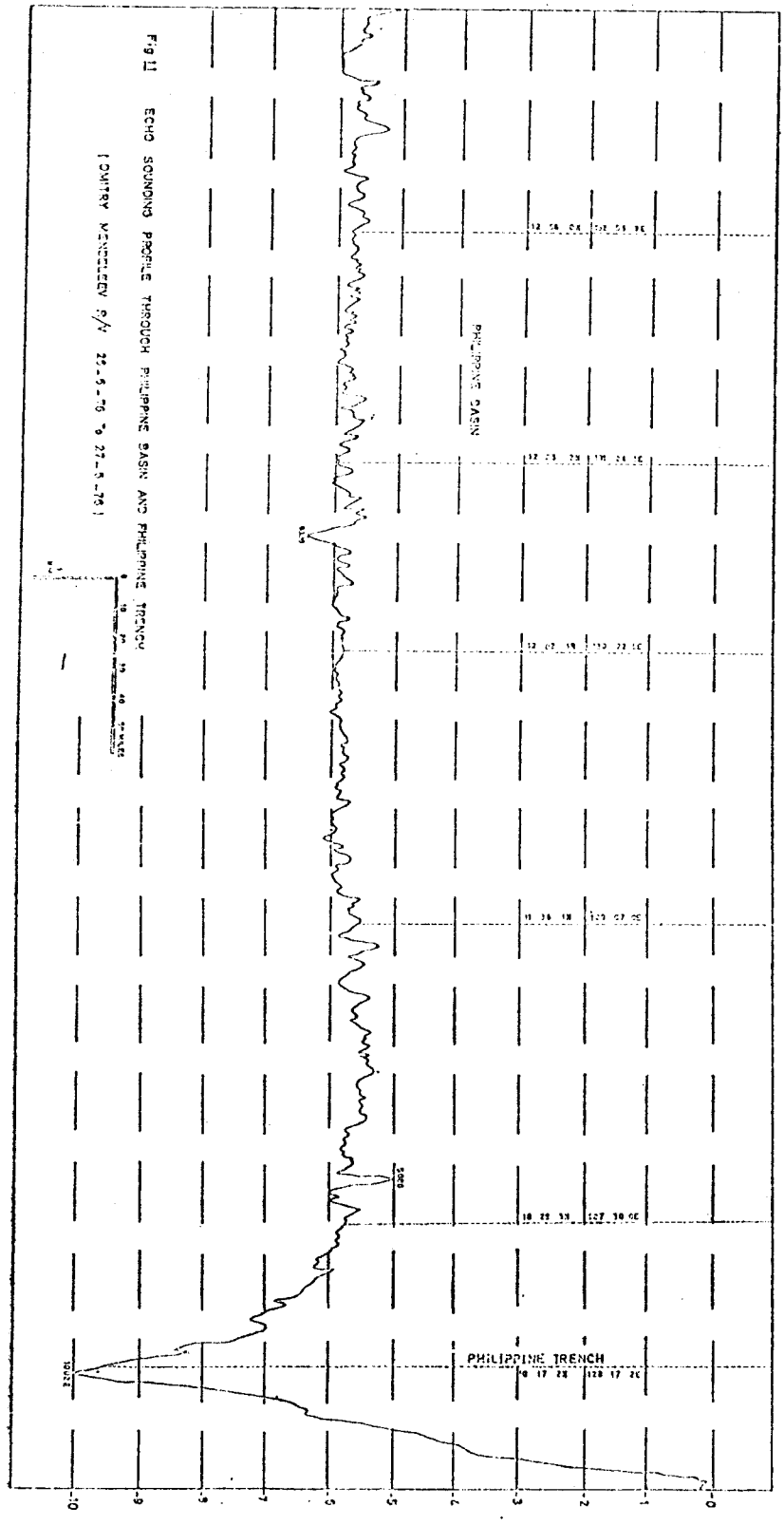


Fig 11 ECHO SOUNDING PROFILE THROUGH PHILIPPINE BASIN AND PHILIPPINE TRENCH

(DMITRY MENDELEEV c/s 25-5-76 to 27-5-76)

شكل ١١